

Estudio Geológico y Metalogénico de la Zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W

II-Petrografía

Por R. CASTROVIEJO (*)

RESUMEN

La zona de Beariz (cuya extensión es de unos 60 kilómetros cuadrados), está formada por sedimentos de edad variable—Precambriano (?) a Paleozoico medio—, sometidos a plegamiento y metamorfismo durante la Orogenia Herciniana y a la intrusión de una masa granítica de edad westfaliense.

Los sedimentos primitivos se han transformado en esquistos, micacitas y cuarcitas epizonales (facies pizarras verdes de Winkler), por efecto del metamorfismo regional herciniano.

La intrusión consiste en un granito de dos micas—con una facies de borde muscovítica—, que origina un metamorfismo de contacto poco intenso (facies de las corneanas de albita y epidota de Winkler). El emplazamiento tuvo lugar probablemente en un estado plástico, es decir, cuando la masa ya estaba parcialmente consolidada. Los filones y diques aplíticos, turmaliníferos, etc. abundan a lo largo del contacto, así como los efectos metasomáticos debidos a fluidos de origen magmático, entre los cuales se cuentan los que han causado la mineralización.

Del estudio petrográfico y observaciones de campo, se deduce que ciertas zonas pueden tener interés para una prospección en busca de reservas ocultas. Estas zonas están situadas fuera de las hasta ahora explotadas.

ABSTRACT

The 60 Km²-wide Beariz-area consists of Precambrian (?) to mid-Paleozoic sediments which were subjected to folding and metamorphism during the Hercynian Orogeny and suffered the intrusion of a granitic mass in Westphalian time.

The sediments were transformed into epizonal schists, mica-schists and quartzites (greenschist facies of Winkler) through the action of the Hercynian regional metamorphism.

The intrusion forms a two-mica granite stock, with a muscovitic marginal facies, that produces a weak contact metamorphism (albite-epidote-hornfels facies of Winkler). The emplacement took place probably in a plastic state, i.e. when the mass was already partially solidified. Aplitic, tourmaliniferous, etc. lodes and dykes are abundant along the contact, as are the metasomatic effects caused by fluids of magmatic origin, to which belong the mineralizing solutions. The existence of further buried granitic domes is suspected.

After petrographic and field observations, some promising zones are suggested, which are located outside the heretofore worked areas.

RÉSUMÉ

La zone de Beariz, dont la surface est à peu près de 60 Km², est formée par des sédiments d'âge variable—Précambrien (?) à Paleozoic moyen—, qui ont subi un plissement et un métamorphisme pendant l'orogénèse hercynienne et l'intrusion d'un corps granitique d'âge Westphalien.

(*) Cátedra de Mineralogía y Petrografía, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

Les sédiments primitifs se sont transformés en schistes, micaschistes et quartzites épizonales (faciès schistes verts de Winkler) à cause du métamorphisme régional hercynien.

L'intrusion est due à un granite à deux micas—avec une faciès de bord à muscovite—, qui crée un métamorphisme de contact peu intense (faciès des cornéennes à albite épidote de Winkler). La mise en place eut lieu très probablement en état plastique, c'est à dire quand la masse était partiellement consolidée. Les filons apliti-ques, tourmalinifères, etc. sont nombreux tout le long du contact, ainsi que les effets métasomatiques dûs aux fluides d'origine magmatique, parmi lesquels sont ceux qui ont causé la minéralisation.

De l'étude pétrographique et des observations sur le terrain, on déduit que certaines zones peuvent être intéressantes pour une prospection des réserves cachées. Ces zones sont situées en dehors des parties exploitées jusqu'à présent.

INTRODUCCION.

El presente trabajo se ha agrupado, junto con otros tres—de los cuales el que antecede ya ha sido publicado—y bajo el título general de "Estudio Geológico y Metalogénico de la Zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W", en una serie que se completa en números sucesivos de esta revista. Considerando dicho Estudio como una unidad, se ha seguido el criterio de mantener para figuras, cuadros, diagramas, etc., una numeración única a lo largo de toda la serie, de publicar resumen e introducción generales al principio y conclusiones al final y de reunir toda la bibliografía también al final, a fin de evitar enojosas repticiones.

Contando con la descripción general (I.4.a) y las clasificaciones establecidas por los estudios geológicos precedentes, se describen a continuación las rocas de la zona de Beariz, empezando por las más abundantes—esquistos, etc., originados por el metamorfismo regional—y siguiendo por las intrusiones y sus efectos de contacto. Finalmente se estudian las zonas mineralizadas y otras que, según muestra su petrografía, pueden tener interés minero.

II.1) ROCAS DEL METAMORFISMO REGIONAL.

II.1.a) *Esquistos y micacitas.*

Forman más del 90 por 100 de las rocas metamórficas, predominando claramente las micacitas cloríticas sobre los demás esquistos, entre cuyo componentes se encuentran, además, siempre micas.

Las micacitas son unas rocas de grano fino a medio y color verde a gris oscuro. La esquistosidad, que generalmente es muy clara a todas las escalas—puede observarse desde la escala microscópica hasta la de foto aérea, gracias a los rasgos morfo-

lógicos que determina—, sufre frecuentemente intensas deformaciones, que la repliegan (figs. 9, 22, 23) hasta tal punto que la fractura deja de ser plana, como es típico en los esquistos (fig. 10); al mismo tiempo aparece una lineación (fig. 11) a escala meso y microscópica. Hay también una fracturación observable a todas las escalas y que en algunos casos parece casi penetrativa; al estudiar la Tectónica (III) se prestará más atención a todo esto.

La matriz consta de muscovita, biotita y clorita, a cuya orientación se debe fundamentalmente la esquistosidad. Hay también a veces fenoblastos de plagioclasa (albita-oligoclasa); el feldespato potásico es más escaso y parece ligado más bien a procesos de removilización o metasomatismo, ya que sobre todo se encuentra como relleno de vetillas o disperso entre los demás minerales, no en fenoblastos; en algunos casos puede ser primario, no obstante.

El cuarzo es un componente esencial de prácticamente todas las muestras estudiadas, de modo que se puede considerar, en general, como el segundo mineral en importancia después de las micas; las proporciones entre cuarzo y micas pueden variar continuamente hasta llegar a las cuarcitas micáceas y cuarcitas.

Otros minerales menos frecuentes son magnetita, apatito, turmalina, circón, etc., que se presentan casi siempre como accesorios.

En la descripción microscópica que sigue se exponen con mayor detalle las características de cada mineral.

CUARZO.

Es un componente esencial de la mayoría de los esquistos; la forma de presentarse es bastante variada, siendo el rasgo más común las diversas manifestaciones de deformaciones mecánicas, cataclasis,

etcétera, que aparecen a todas las escalas. El efecto más frecuente —prácticamente ubicuo— es una clara extinción ondulante que a veces va acompañada de "Boehm-lamellae"; a veces llega a producirse orientación dimensional y/o cataclasis, con fuerte disminución del tamaño de grano por trituración (fig. 21).

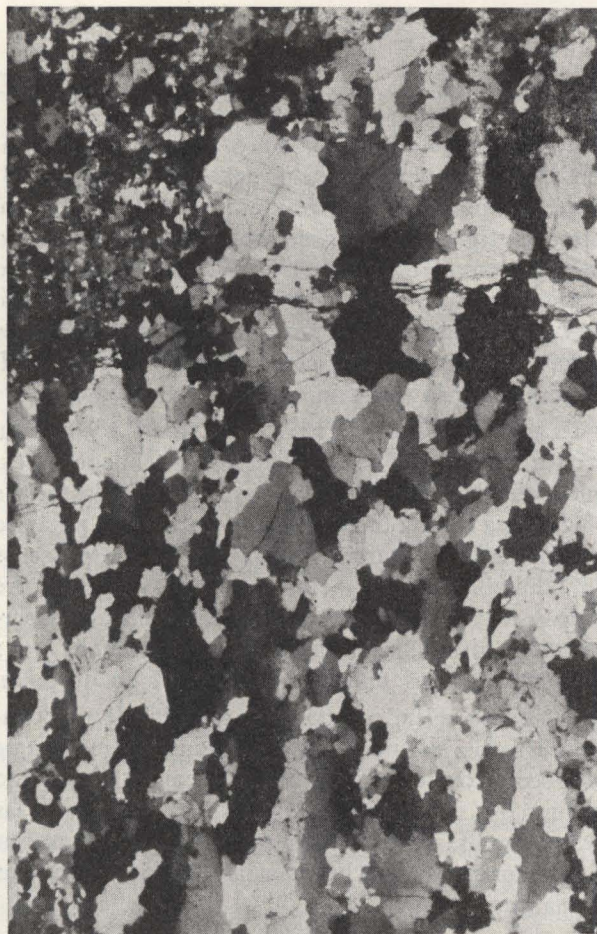


Figura 21

Lecho cuarzoso intercalado en esquistos (Arroyo de Ponte Pedriña, unos 600 m al NE de Bouza). Efectos tectónicos en el cuarzo: orientación dimensional y trituración.

($\times 18$, N. X.)

Como consecuencia de los mismos esfuerzos que causan dichos efectos, aparecen también grietecillas que luego se rellenan de cuarzo, movilizado gracias a la disminución local de presión que éstas producen. Estas grietas pueden tener distintos tamaños y alcanzar incluso la escala macroscópica,

puesto que se ven en el campo aparentes "filones" de cuarzo, sin relación con ninguna intrusión visible, que no son, probablemente, sino fracturas de tensión rellenas por cuarzo movilizado procedente de los sedimentos sometidos a metamorfismo. La magnitud de estos fenómenos habla a favor de una gran intensidad de los esfuerzos dirigidos ("stress"), al menos en ciertas épocas, ya que la mineralogía observada no indica una presión litostática elevada (v. II.1.d).

La movilización del cuarzo puede dar lugar a una aparente silicificación de los esquistos, que adquieren entonces gran dureza. Habla en favor de un origen sedimentario de este cuarzo el hecho de que se presente en zonas próximas a las cuarcitas, cuyo contacto con los esquistos se hace a través de un tránsito gradual en el que van cambiando las proporciones relativas de cuarzo a los restantes componentes. Sin embargo, es más frecuente una silicificación de los esquistos en las zonas próximas a los contactos, ya sea de la intrusión principal, ya sea de filones—mineralizados o no—, diques, etc.

El cuarzo se presenta también a veces en inclusiones de pequeño tamaño: por ejemplo, en forma poikiloblástica en fenoblastos de plagioclasa, biotita (fig. 24), etc.

A pesar del metamorfismo regional, se observa todavía en gran parte de las muestras el bandeo sedimentario original, manifestado por la alternancia de finas bandas cuarzosas y micáceas—con pequeñas intercalaciones de laminillas de mica o cristallitos de cuarzo, respectivamente—de tamaño de grano reducido todavía; la proporción de cuarzo, aumenta al acercarse a las cuarcitas, manifestando el mencionado tránsito gradual cuarcitas-esquistos. Generalmente este bandeo coincide con la esquistosidad principal (figs. 22 y 24).

MICAS Y CLORITAS.

Son los minerales más abundantes en estas rocas; predomina la muscovita, aunque biotita y clorita son también componentes esenciales. Los cristales de estos minerales casi nunca pueden distinguirse a simple vista, pero con el microscopio se ven generalmente bien individualizados, ya sea en forma de pequeñas láminas, ya sea en cristales mayores.

La orientación paralela de estos cristales define claramente un plano de esquistosidad, s_1 , el cual

frecuentemente aparece deformado, mostrando ligeras ondulaciones (fig. 22); en casos más avanzados, aparece la esquistosidad ya intensamente replega-



Figura 22

Esquisto (Km. 11 de la carretera de Beariz a. Brués) mostrando una fina alternancia de lechos cuarzosos y micáceos según la superficie de estratificación, s_0 ; la primera esquistosidad, s_1 , coincide inicialmente con s_0 , pero aparece luego deformada según unos planos de cizallamiento, s_2 , subparalelos u oblicuos a los anteriores.

($\times 36$, N. X.)

da (fig. 23), o—si se suman otros efectos a los puramente mecánicos—desorganizada e incluso destruida (como borrada, por la recrystalización en cristallitos diminutos—de sericita, etc.—sin orientación preferente). Los primeros fenómenos mencionados (los de orden mecánico fundamentalmente) pueden dar lugar a lineaciones en la muestra de mano y resultan muy llamativos al microscopio por la forma-

ción de finos repliegues en las laminillas de mica, cuyos planos axiales pueden materializarse, sin llegar a ser penetrativos o esa escala, por el crecimiento de nuevos cristales con orientaciones subparalelas con respecto a s_1 (fig. 23 a). Esto indica que el metamorfismo estaba todavía activo en el momento de producirse estas deformaciones. La esquistosidad es, en la mayoría de los casos, subparalela al plano de estratificación, s_0 .



Figura 23

Micacita (pista de Couso a Villariño, unos 200 m antes del segundo pueblo) con "strain-slip Ceavage": a) En el ángulo inferior derecho hay recrystalización de mica según el plano axial de los micropliegues, s_2 .

($\times 36$, N. X.)

En ocasiones llegan a crecer fenoblastos transversalmente a la esquistosidad (fig. 24). El fenómeno ocurre frecuentemente en las zonas de contacto, pero también en lugares en que no hay ninguna roca

ígneas visible en las cercanías; en este caso, se trata probablemente de una segunda generación de micas (predominantemente biotita), que creció como consecuencia de una recrystalización de naturaleza post-tectónica. En los cristales mayores pueden verse deformaciones indudablemente post-cristalinas (dobladuras, "kink-bands", fracturas, etc.).

Finalmente, en algunas muestras se ven vetillas rellenas de micas—muscovita, hidromuscovita, seri-

nías de ningún contacto visible. Además se ve a veces también en la roca una aparente alteración neumatolítica (figs. 26 a 29): la esquistosidad aparece confusa o desaparece (según se ha explicado



Figura 23 b

b) La deformación s_2 pliega los finos lechos de cuarzo y produce "strain-slip cleavage" en los micáceos, cuyas deformaciones quedan registradas por las intercalaciones grafitosas.

($\times 18$, N. //)

cita, clorita—y otros minerales (en general neumatolíticos o hidrotermales: turmalina, cuarzo, feldespatos, opacos...), que no se encuentran en las cerca-



Figura 24

Micacita clorítica (al SE de Cardelle). Fenoblastos de biotita, perpendiculares a la esquistosidad, y de plagioclasa; los primeros tienen inclusiones poikiloblásticas de cuarzo, turmalina y muscovita y los segundos (p. ej., arriba, centro), inclusiones "snow-ball" que muestran que su cristalización fue sintectónica. La matriz se compone de muscovita, clorita y cuarzo; éste forma también finas capas de origen sedimentaria (abajo), paralelas a la esquistosidad, s_1 . Otros componentes—probablemente detríticos—de la matriz son: granate (negro), turmalina y opacos, los dos últimos formando cristales diminutos.

($\times 48$, N. X)

más arriba), los minerales originales aparecen más o menos atacados o sustituidos por los mismos que aparecen en la vetas y el tamaño de grano disminuye hasta el límite apreciable al microscopio; un proceso típico es la decoloración de la biotita y su sustitución progresiva, ya sea por turmalina, ya por clorita, muscovita, etc., así como la diseminación de hidromuscovita, turmalina, feldespato potásico apatito, minerales de titanio, sericita, etc., en cantidades variables en la roca; la mineralogía de ésta puede llegar a ser considerablemente distinta de la

de los esquistos corrientes de la zona, lo cual probablemente se debe a metasomatismo.

Ambos efectos —relleno de vetillas y cambios en la mineralogía— podrían atribuirse a la proximidad de una intrusión subyacente, según muestra la figura 15, ya sea un stock o cúpula como la que aflora en el centro de nuestra zona, ya sea el techo del mismo batolito que aflora cerca de la parte occidental de la misma. Es de observar, a este respecto, que los esquistos aparecen frecuentemente muy tectonizados y las fallas o fracturas no escasean, es decir, no faltarían posibles vías de aporte para esa acción metasomática.

FELDESPATOS.

El feldespato potásico es poco frecuente. Sólo en tres muestras figura como componente esencial; aún así, en ningún caso puede asegurarse que sea primario, pues generalmente se presenta en vetillas



Figura 25

Micacita (1,5 Km. al N de Bouza) con fenoblastos de plagioclase sintectónicos, que muestran inclusiones "snow-ball". Matriz de muscovita, clorita y biotita, con pequeños cristales aciculares opacos. La esquistosidad está ligeramente deformada.

(× 42, N. //)

cuya orientación coincide con la esquistosidad a grandes rasgos, pero que la cortan de vez en cuando: se trata, por tanto, ya sea de una venida post-metamórfica, debida a fluidos hidrotermales, ya sea de la removilización de un feldespato potásico de origen metamórfico. En una de las muestras (figura 27) el feldespato potásico es una parte esencial de la matriz, en forma de pequeños cristales, pero toda la roca parece haber sufrido metasomatismo o alteración hidrotermal (desaparición de muscovita, alteración o lixiviación de biotita, presencia de hidromuscovita (?), sericita, cloritas hidrotermales, apatito, anatasa...), así como una casi destrucción de la esquistosidad. Estos fenómenos se han mencionado ya al hablar de las micas.

El feldespato plagioclase es bastante más frecuente; se presenta, como componente esencial, aproximadamente en un 5 por 100 de las muestras estudiadas.

Puede estar en forma de pequeños cristales diseminados por la matriz, pero generalmente forma fenoblastos que se pueden distinguir a simple vista.

Su composición, obtenida por medio de determinaciones ópticas (índice de refracción, ángulo de extinción, platina universal) y por difracción de Rayos X, es de albita o está en el límite albita-oligoclase; en ocasiones, los fenoblastos están zonados y también alterados (sericitizados) selectivamente; casi siempre tienen un aspecto sucio, debido ya sea a alteración, ya sea a inclusiones submicroscópicas.

Son frecuentes las maclas y también las fracturas, que demuestran que ha habido esfuerzos tectónicos posteriores a su cristalización. Otras veces, los que a simple vista parecen fenoblastos, resultan ser agregados de pequeños cristales de albita, con biotita, muscovita, etc. Los verdaderos fenoblastos pueden presentar también inclusiones de cristalillos de muscovita, sericita, opacos, etc.

Pero las inclusiones más frecuentes son pequeñas motas, no individualizables al microscopio, en disposición helicítica, que permiten establecer ciertas relaciones entre el crecimiento de los cristales y la tectónica (v. al respecto SPRY (*), 1969, págs. 252-257). En general estas inclusiones están giradas ("snow-ball") y se continúan en el exterior —es decir, sus prolongaciones en los extremos coinciden con la dirección de la esquistosidad en esa zona—, indicando una cristalización sintectónica (figs. 24 y 25). Pero también se observan indicios de una cris-

(*) La bibliografía se incluye en el último trabajo de la serie.

talización pretectónica (por ejemplo, "sombras de presión" en las que ha cristalizado clorita o cuarzo; giro del cristal después de la cristalización, de modo que las inclusiones quedan interrumpidas, sin continuarse al exterior: figura 26) e incluso también postectónica (crecimiento cristalino estático, de manera que las hileras de inclusiones quedan separadas del exterior por zonas limpias del cristal). Por último, el seguir rígidamente estas deducciones nos haría sospechar que se trata, en nuestro caso, de un esquistos polimetamórfico (SPRY, 1969, págs. 307-308), dados los giros e interrupciones que sufren a veces las inclusiones helicíticas, pero es más sencillo suponer simplemente que la cristalización metamórfica o blastesis ha tenido lugar durante un período de tiempo más o menos largo, estando las rocas sometidas a una tectónica variable—ya sea continua, ya intermitente—, en la que podría aceptarse, si hay motivos para ello, la división en diversas fases (cf. Tectónica, III). Sí es necesario, sin embargo, aceptar que han actuado esfuerzos post-cristalinos, dada la intensidad de la cataclases observable en casi toda la zona.

TURMALINA.

En general se presenta como mineral accesorio, en forma de pequeños cristales dispersos, idiomorfos y de color azulado o pardo (sobre todo, el primero), cuyo origen puede atribuirse sin dificultad a los sedimentos originales, en los que no es de extrañar hubiese pequeñas cantidades de boro. También podría tratarse de granos detríticos recristalizados (HARKER, 1970). Como cristalillos diminutos puede presentarse incluida en mica, feldespato y granito.

Se ha visto también formando cristales zonados algo mayores, en cantidad muy superior a la media de la zona (llega a ser componente esencial de la roca, figura 26), en algunas muestras en las que se sospecha hayan actuado procesos neumatolítico-hidrotermales, manifestados también en los otros minerales (v. lo dicho para micas y feldespatos). Estas turmalinas es posible que hayan cristalizado bajo la acción de fluidos metasomáticos, ya sea directamente o por sustitución de minerales anteriores (metamórficos), ya sea alrededor de un núcleo formado por un antiguo cristal detrítico; hablaría en favor de esto la repetición cíclica de la zonalidad (alternancia de zonas de colores verde azulado y pardo) y la presencia de cristales en los

que el núcleo está rodeado de una serie de inclusiones que delimitan su forma primitiva, mientras que la parte exterior está totalmente limpia (figura 26).

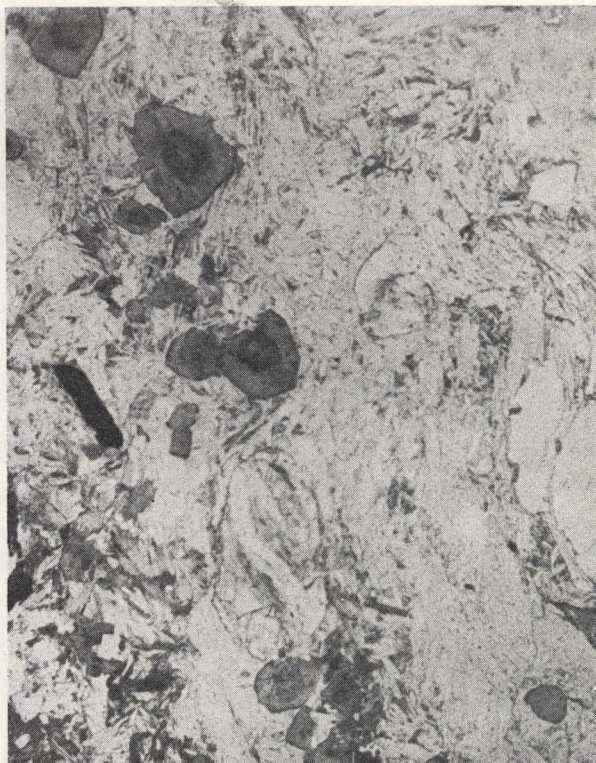


Figura 26

Micacita con turmalina (unos 2 Km. al NW de Bouza, cerca del Arroyo Avia). Granos idiomorfos de turmalina, mostrando secciones basales zonadas; la zonalidad es resaltada por numerosas inclusiones de opacos diminutos; el crecimiento de estos granos parece realizarse a veces a costa de la biotita (abajo). Otros componentes son fragmentos pretectónicos o cataclásticos de plagioclasa—con inclusiones "snow-ball" interrumpidas al llegar al borde del cristal—y de curzo (anguloso, a la derecha); la matriz se compone de muscovita, con ilmenita dispersa; la esquistosidad ha desaparecido.

($\times 42$, N. //)

ACCESORIOS.

Apatito.—Forma granos de tamaño variable, pero casi nunca lo suficientemente grandes como para poder distinguirlos a simple vista. Su aspecto es a veces detrítico, pero en general forma agregados o cristales mayores, interpenetrados con los granos vecinos o mostrando formas—no redondeadas—que no corresponderían a las de un mineral rodado. Suelen ser incoloros, con relieve alto y birrefrin-

gencia baja (a veces casi isótopos); en algunos casos ha podido obtenerse su figura de interferencia —uniáxica negativa—, aunque la cataclasis, que afecta a la roca en general y deforma también los cristales de apatito en particular, dificulta su reconocimiento; su superficie ofrece un aspecto rugoso y los granos suelen estar muy fracturados.

Su origen parece, en algunos casos (granos detríticos) sedimentario, pero en la mayoría de ellos, metamórfico, si bien se presenta también en las rocas que han sufrido alteraciones (posteriores posiblemente).

Topacio.—En algunas de las muestras aparece un mineral, en cantidades insignificantes, que es posible que sea topacio, aunque no puede afirmarse con certeza, dado el tamaño minúsculo de los granos que se ven. En general se trata de cristales incoloros o débilmente coloreados—tonos azulados o verdosos—, de aspecto detrítico, más o menos fracturados, con fuerte relieve y pequeña birrefringencia.

Granate.—Se presenta en forma de pequeños granos de color pardo rosado y más o menos idiomórficos, con inclusiones de turmalina o micas excepcionalmente; también aparece en agregados de cristallitos menores, en sustitución pseudomórfica de clorita, entrecrecidos con cuarzo y/o biotita. En estos casos es claro su origen metamórfico.

Ocasionalmente se ven también granos más redondeados o fragmentos angulosos que es posible sean de origen detrítico (fig. 24).

Productos arcillosos.—Aparecen sólo en algunas de las muestras, casi siempre como accesorios, aunque en unos pocos casos llegan a formar parte esencial de la roca. Se presentan como productos de alteración de feldespatos (pueden estar incluidos en éstos e incluso manifestar la zonalidad de las plagioclasas), dispersos, impregnando la roca o rellenando microfisuras en la misma y también rellenando espacios intersticiales entre los granos de cuarzo.

Su origen es, en general, secundario.

Circón.—Se presenta en pequeños granos detríticos, frecuentemente sometidos a cataclasis y más o menos fracturados, y en pequeñas inclusiones en biotita y clorita, en las que produce halos radiactivos.

Epidota.—No pudo identificarse con seguridad, pues sólo aparece algún cristallito diminuto, muy escaso.

Minerales de titanio.—Prescindimos de momento de la ilmenita, que se mencionará entre los opacos, a continuación.

Esfena aparece formando pequeños cristales dispersos, que sólo pueden reconocerse gracias al color y forma característicos y a sus elevados relieve y birrefringencia. Otros pequeños cristales de aspecto detrítico es posible que sean de rutilo o anatasa, aunque no puede asegurarse debido a su pequeño tamaño.

Estos mismos minerales aparecen también en una generación posterior, con un origen a veces secundario. Se presentan sobre todo en las rocas que tienen indicios de haber sufrido una acción neumatólitico-hidrotermal (v. lo dicho más arriba con respecto a turmalina, micas, etc. y figura 27) y pueden estar dispersos en las mismas o sustituir parcial o totalmente minerales opacos (ilmenita) ya formados anteriormente; es frecuente el encontrar en estas rocas granos de minerales opacos que contienen aparentes “inclusiones” alargadas de estos minerales (rutilo, esfena, anatasa, leucóxeno), cuya orientación es perpendicular u oblicua a la longitud de los primeros y que los van sustituyendo en diversos grados, hasta llegar a encontrarlos completamente pseudomorfizados por cristales o agregados secundarios, de color pardo y aspecto turbio, semi-opacos, con relieve y birrefringencia altos. El proceso es el mismo que el que tiene lugar en la aureola del contacto del granito (figs. 42 y 43 y 79).

A veces puede observarse su relación con microfisuras.

Puesto que los opacos sustituidos son, a su vez, probablemente metasomáticos—en parte al menos, como se verá a continuación—, hemos de suponer que con el tiempo ha habido una variación en los fluidos que han producido estas acciones o en las condiciones termodinámicas reinantes, de modo que en un período posterior fueron lixiviados o alterados minerales—opacos—depositados (estables) anteriormente y en su lugar se han formado los nuevos.

MINERALES OPACOS.

El más significativo en cuanto al metamorfismo regional es la *magnetita*, que forma fenoblastos reconocibles a simple vista en la muestra de mano. No es un mineral frecuente en la zona, pero, cuando se presenta, es relativamente abundante. Suele venir acompañado por otro mineral, también opaco, que

se presenta en cristales mucho menores y de forma alargada (figs. 25 y 26); éste está más extendido por la zona y en algunas muestras puede observarse su alteración, parcial o total, y su sustitución por leucoxeno, rutilo, esfena, etc.; generalmente está orientado paralelamente a la esquistosidad y cuando hay una deformación posterior puede aparecer curvado, si el tamaño es suficiente, o incluso fracturado; probablemente se trata de *ilmenita* de origen detrítico (RAMDOHR, 1969, pág. 973), pero en algunos casos parece relacionada con la circulación de fluidos minerales (figs. 28, 29 y 79). En estos casos las rocas suelen presentar otras muestras de efectos neumatolítico-hidrotermales (v. lo dicho más arriba).

A veces se ven también sulfuros (arsenopirita parcialmente alterada a escorodita, por ejemplo), pero es en muestras tomadas no lejos de la intrusión, por lo que no los tenemos en cuenta, pues probablemente se deben a una acción de contacto y además son escasos.



Figura 27

Anatasa en micacita (al lado del camino, 1 Km. al SE de Villariño). El mineral está rodeado de cuarzo (compárese con el rutilo de la figura 77); abajo a la izquierda, alteración de la biotita a clorita. Matriz de muscovita, feldespato potásico y minerales arcillosos.

($\times 75$, N. //)



Figura 28

Ilmenita (en la misma muestra de la figura 26), formada quizá a costa de la biotita; pueden verse, además, cuarzo y muscovita.

($\times 98$, N. //)

En algunas muestras hay abundantes restos de materia carbonosa (*grafito*), que se disponen según la esquistosidad y, dado el caso, permiten distinguir muy bien las deformaciones posteriores de ésta, por quedar dibujada la forma de los micropliegues (figura 23 b). Otros opacos de tamaño diminuto se presentan, ya sea dispersos en la matriz, ya formando inclusiones en fenoblastos (por ejemplo, las inclusiones helicíticas de los feldespatos, figuras 24, 25 y 26); probablemente se trata también de materia carbonosa grafitizada.

Por alteración de los minerales que contienen hierro se produce *limonita*, que, transportada por disoluciones descendentes, impregna la roca o rellena microfracturas. En algunos casos aparecen todavía restos de fenoblastos de magnetita alterados (limonitizados), pero lo más frecuente es encontrar impregnaciones que dan a la lámina transparente un color pardusco y un aspecto sucio.

Las zonas en las que aparecen los mencionados procesos, probablemente neumatolítico-hidrotermales, se indican en la figura 80; v. también la sección II.5. En estas zonas (I y II de II.5) aparecen también muy pequeñas cantidades de minerales cuya

identificación no ha sido posible, por ejemplo: diminutos granos de casiterita (?); o un producto pardo amarillento, isótropo, de muy elevado relieve, aparentemente secundario o descendente (v. mineral X, II.5).



Figura 29

Ilmenita (en esquisto, extremo S del área estudiada, al lado de la carretera Beariz-Avión) con inclusiones de biotita y cuarzo.

($\times 240$, N. //)

II.1.b) Cuarcitas; secreciones de cuarzo.

Describiremos en este apartado no sólo las cuarcitas propiamente dichas, sino también aquellas rocas, que pueden considerarse como de transición, constituidas por intercalaciones de finas capas silíceas y clorítico-micáceas, de claro origen sedimentario. Realmente hay minerales micáceos o clorita presentes en todas las rocas, incluso en las cuarcitas

propiamente dichas, que adquieren un brillo sedoso en las superficies de esquistosidad debido a dichos minerales (sobre todo muscovita). Por lo demás, estas rocas están en general claramente orientadas, muestran fractura plana paralelamente al plano de esquistosidad s_1 y presentan a veces lineaciones, más o menos horizontales (fig. 11). Su tamaño de grano es, como en los esquistos, de fino a medio y su color, generalmente claro (blanco a pardo amarillento), pero a veces también oscuro (gris, verdoso); en ocasiones puede distinguirse la estratificación, s_0 , a simple vista, gracias a la alternancia de capas de distinta composición y tono.

Se encuentran en la mitad occidental de la zona, siendo su estructura más notable un anticlinal muy cerrado y de eje subhorizontal, cuyos flancos se prolongan aunque no continuamente, hacia el S y, antes de desaparecer, se reducen a una serie de lentejones, intercalados entre las micacitas, que también aparecen en otros lugares; en el cuadrante NW aparece otro lecho, fallado repetidamente, que se prolonga hacia el N (v. plano geol. y fig. 17, en I). Han sido intensamente plegadas y tectonizadas, quedando los flancos de los pliegues reducidos a jirones que se adaptan más o menos a la esquistosidad regional, s_1 (transposición, ya mencionada, I.4.c): s_0 suele coincidir, por tanto, con s_1 (figs. 18 y 19). En foto aérea suelen dar un relieve más acusado que los esquistos, aunque no siempre, debido a la cantidad de cuarzo que éstos pueden contener (comp. fig. 16).

Descripción microscópica:

Su textura es granoblástica orientada, con las laminillas de mica dispuestas paralelamente a s_0 y s_1 , aunque a veces, por el contrario, éstas pueden marcar una ligera discrepancia entre ambos planos y se disponen oblicuamente a la estratificación.

Además de esta orientación, efecto de una tectónica sin-cristalina, hay también pruebas de una tectónica post-cristalina: los granos de cuarzo muestran, como en los esquistos, fuerte extinción ondulante.

En cuanto a su composición, no es raro que el cuarzo esté acompañado por muscovita y, a veces, también biotita y clorita; como accesorios aparecen cristales detríticos de circón y turmalina; ésta suele estar bien recrystalizada y, en algún caso, puede estar zonada. En algunas ocasiones aparecen también feldspatos.

SECRECIONES DE CUARZO.

En foto aérea se ven ciertas zonas en las que parece haber cuarcitas, las cuales, por la forma del afloramiento, dan la impresión de estar intensamente replegadas. En el campo tienen el aspecto de filones, de varios metros de largo, que por erosión dan lugar a una especie de bloques de cuarzo, de forma redondeada, que permanecen "in situ", dando a las laderas el color (blanco) y relieve (fuerte), que hace que se parezcan en foto aérea a las cuarcitas; con el microscopio se evita toda confusión, puesto que su textura es análoga a la del cuarzo filoniano, indicando que ha habido una movilización a favor de fracturas de tensión. Se trata, por tanto, de secreciones laterales.

Es de notar que incluso este cuarzo pseudo-filoniano presenta, igual que el de los filones mineralizados (fig. 57), indudables efectos cataclásticos: extinción ondulante, trituración, maclas de presión, etcétera. Es decir, que ha habido deformaciones tectónicas post-cristalinas también en este caso.

El fenómeno de la movilización por secreción lateral se produce a todas las escalas (fig. 9), incluso a la microscópica —secreción de vetillas de cuarzo que pueden cortar tanto s_0 como s_1 —, como se ha ovisto ya (II.1.a, cuarzo), pero alcanza mayores proporciones en las zonas donde más abundaba el cuarzo originariamente, por eso es más frecuente en las zonas de tránsito de esquistos a cuarcitas, o en las proximidades de las mismas. Por ser manifestaciones de poca importancia y ligadas a las cuarcitas, se han cartografiado junto con las mismas. Un lugar adecuado para verlas es la zona al SW de Bouza, hasta el río Doade y también la zona NW de Albite, hasta el Arroyo de Ponte Pedriña.

II.1.c) *Esquistos anfibólicos.*

Se describen sucintamente, aunque realmente afloran ya fuera de la zona estudiada (prácticamente en el límite). Se presentan en forma de lentejones intercalados entre las micacitas y se distinguen de éstas por su color verde muy oscuro y por su mayor dureza; su fractura sigue siendo plana, aunque la orientación no siempre es claramente visible. Uno de estos lentejones aflora al lado de la carretera de Beariz a Avión (a mano derecha, al lado del puente que se encuentra inmediatamente al pasar el límite S de nuestra zona) y otro, junto a las explotaciones de casiterita aluvionar del Río Doade. Es

posible que procedan de rocas volcánicas básicas intercaladas entre los sedimentos originales.

Estudio microscópico:

El mineral más abundante es el anfíbol, que se presenta en cristales aciculares verdes, pleocroicos, con extinción oblicua y birrefringencia media a fuerte. Se han medido sus ángulos $2V$ y c/Z con platina universal y se ha determinado su estructura por difracción de rayos X, resultando una composición de tremolita-actinolita. La textura de la roca, que es nematoblástica —aunque a veces deformada y fracturada—, se debe fundamentalmente a este mineral. Dicha textura —"lineargestrecktes Gefüge" para NIGGLI (1948, figs. 98 y 179)— es un tipo intermedio entre los I y II de la clasificación geométrica de AMSTUTZ (1959, pág. 104).

También abundan la epidota y, algo menos, la plagioclasa; ésta forma fenoblastos bastante fracturados —"saussuritizados"—, hasta el punto de que nunca aparece un cristal completamente fresco.

La esfena es relativamente abundante; puede verse alguna de sus secciones típicas, pero no muestra siempre sus propiedades ópticas características; cabe la posibilidad de que en algún caso se trate de rutilo.

En el lentejón situado al S aparecen vetas rellenas de feldespatos potásico —con inclusiones vermiformes de clorita, a veces—, que atraviesan la roca en cualquier dirección.

Finalmente, como accesorios aparecen cuarzo, clorita y abundantes cristalillos opacos dispersos.

En resumen, podemos concluir que se trata de un esquistos anfibólico de bajo grado de metamorfismo, sometido —como todas las rocas de la zona— a efectos tectónicos post-cristalinos, que han producido deformaciones y fracturas, facilitando así la movilización (o introducción?) de feldespatos potásico.

II.1.d) *Características del metamorfismo regional.*

Por desgracia no aparecen asociaciones minerales críticas que permitan definir con precisión las condiciones termodinámicas del metamorfismo regional; en efecto, los minerales más característicos que aparecen en esta zona no dan información alguna acerca de la presión, pudiendo corresponder tanto a una serie de facies de alta presión (por ejemplo, la de Barrow), como de baja (por ejemplo, del tipo Abukuma), puesto que la andalucita aparece solamente en la proximidad de la intrusión y se debe,

con mayor probabilidad, al metamorfismo de contacto de la misma.

Sin embargo, si nos atenemos a los resultados obtenidos por investigadores que han trabajado a escala regional, encontrando minerales como andalucita y cordierita, podemos suponer que se trata de un metamorfismo de baja presión (den TEX, 1966; MATTE, 1968), a pesar de que en dos de las rocas estudiadas coexisten—junto a las micas y feldespato habituales— granate y clorita, lo que haría sospechar condiciones de mayor presión (WINKLER, 1967, pág. 102; HARKER, 1970, págs. 217); pero esto



Figura 30

Cristal de plagioclase fracturado y cizallado en granito (carretera Beariz-Brués, cerca de 1 Km. al S. de Beariz); cuarzo y feldespato potásico muestran también efectos tectónicos.

($\times 26$, N. X.)

no es un dato concluyente, puesto que el granate es poco abundante y no se ha determinado su composición.

En cuanto a la temperatura, la existencia de clorita y la composición de los feldespatos (albita-oligoclase) en las micacitas, así como la presencia de tremolita en los esquistos anfibólicos y la ausencia de cordierita u otros minerales de facies superiores en toda la zona, indican que no debe de haber sido elevada; podríamos situarla en la facies de las piza-

rras verdes, según la define WINKLER (1967), tal vez en una subfacies superior—composición de las plagioclasas, aparente tendencia de la clorita a ser sustituida por biotita o granate en algunas muestras—, pero sin alcanzar la facies de las anfibolitas, puesto que no aparece ningún mineral característico de éstas; la textura (esquistosa) observada en la mayoría de los casos, corresponde también a las condiciones P-T supuestas.

Según la nueva clasificación de WINKLER (1970), se pueden considerar estas rocas simplemente como “de bajo grado de metamorfismo” (“Low-Stage-Metamorphism”), que viene a corresponder a la epizona de autores más antiguos.

La acción de un metamorfismo retrógrado que, según los dos investigadores mencionados, ha actuado en la región gallega posteriormente a esta fase principal, no ha podido constatar en la zona de Beariz, lo cual no tiene nada de extraño, dado que la intensidad alcanzada aquí por la fase progresiva no es superior a la atribuida por ellos a la diafotética.

II.2) ROCAS ÍGNEAS.

Su emplazamiento y geología han sido ya descritos (I.4.c).

II.2.a) *El stock granítico.*

La masa intrusiva se compone fundamentalmente de cuarzo, de feldespatos (alcalino y plagioclase) y, en cantidades subordinadas, de micas. Como minerales accesorios aparecen apatito, opacos, circón, y, raras veces, granate; y como secundarios, minerales micáceos, colríticos y arcillosos.

El tamaño de grano varía de medio a grueso, predominando el primero, según la clasificación de HATCH, WELLS y WELLS (1968, pág. 185). Según los criterios de otros investigadores, como CAPDEVILA y FLOOR (1970, pág. 104), que han estudiado los granitos gallegos, serían rocas de grano fino (es decir, menos de 3 mm) a medio. Hemos preferido conservar los mismos criterios que para las rocas metamórficas.

Su textura es hipidiomórfica granular cataclástica (a veces orientada).

La cataclasis es general y afecta todos los minerales, ya sea por deformaciones de los cristales (micas, sobre todo muscovitas; cuarzo, feldespatos), por maclas de presión (en la plagioclase), extinción

ondulante (general en el cuarzo), por fracturación de los granos (apatito; feldespatos; en la plagioclasa pueden verse a veces las maclas cizalladas a lo largo de fracturas que pueden ser de nuevo soldadas por feldespato potásico o cuarzo, o rellenadas por muscovita, minerales cuyos componentes estaban todavía disueltos o que fueron removilizados; figura 30) o por trituración (cuarzo, feldespato).

En los contactos tectónicos se producen a veces fenómenos especiales debidos a la cristalización de fases magmáticas tardías, que aprovechan los huecos, o zonas de menor presión, producidos por las fallas; así puede observarse la formación, en la falla que limita al N la apófisis W del granito (v. pl. geol.

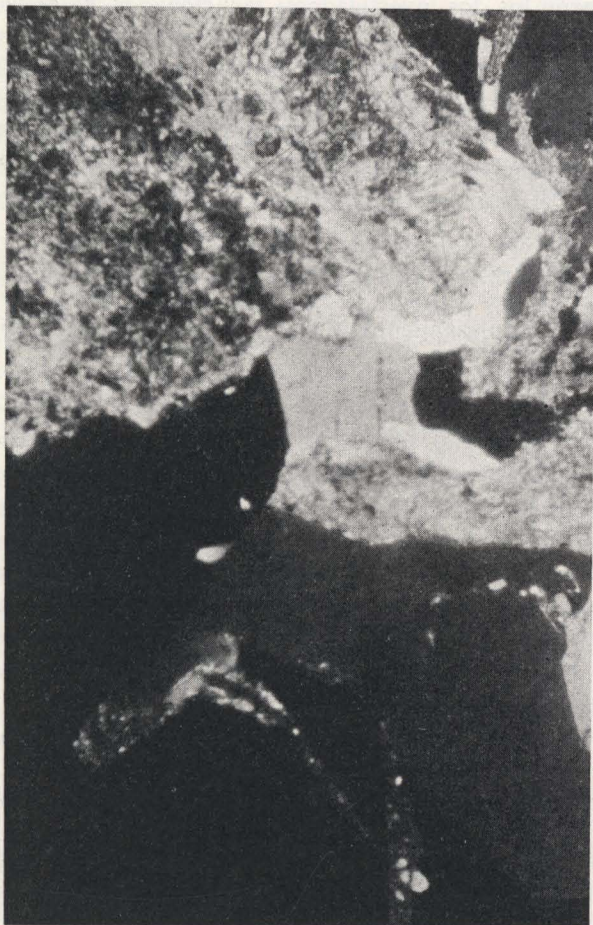


Figura 31

Micropegmatita en el contacto del granito (carretera Beariz-Avión, 1 Km. al S de Beariz): cuarzo filoniano, con inclusiones de minerales arcillosos (abajo) que destacan su forma hexagonal. La matriz se compone de minerales cloríticos y arcillosos y contiene un fragmento cataclástico de esquisto.

($\times 35$, N. X.)



Figura 32

(De la misma muestra que figura 31.) Veta de rutilo y clorita que atraviesa un filón anterior relleno de cuarzo y que, a su vez, es cortada por una nueva vetilla de cuarzo.

($\times 140$, N. //)

en I), de una facies filoniana hidrotermal, consttuida por cuarzo (largos cristales prismáticos piramidados, típicamente filonianos, con zonado de crecimiento), feldespatos (casi por completo alterados), agregados de sericita, clorita (vermiforme) y productos arcillosos y, finalmente, fragmentos cataclásticos de cuarzo y de roca de caja (esquistos), que dan al conjunto un aspecto brechoide (fig. 31). Estos productos filonianos se introducen también en los esquistos; se han observado, por ejemplo, vetillas de cuarzo y de clorita y rutilo, entre las cuales las relaciones de cristalización son complicadas, indicando que ha habido venidas de cuarzo anteriores y posteriores a las de clorita (fig. 32).

Todo esto prueba que ha habido tectónica sin- y post-cristalina, llegando a alcanzar bastante intensidad, pues las deformaciones son a veces muy fuertes, tanto en la masa principal como en la facies de borde.

Finalmente, son abundantes también las alteraciones deutéricas en toda la masa, pudiendo ser muy intensas en algunas zonas, en que los feldespatos, por ejemplo, aparecen ya completamente sustituidos. Estos procesos incluyen muscovitización, sericitización, cloritización y caolinización o transformación en productos arcillosos; está claro, por tanto, que no todos pueden atribuirse a factores exógenos y que ha debido haber una acción autometamórfica

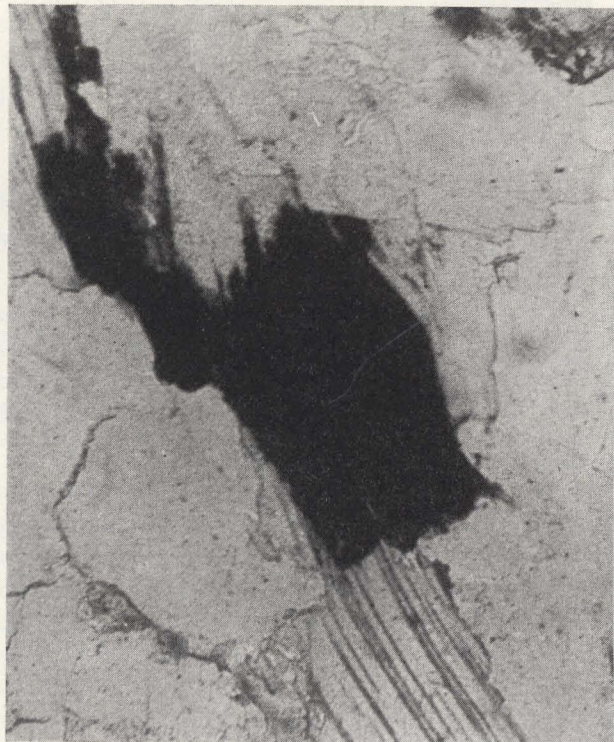


Figura 33

Granito de dos micas (contacto en el río de Beariz, unos 400 m. al S del pueblo): sustitución de biotita por muscovita o —en otros lugares de la misma muestra— por clorita.

($\times 75$, N. //)

intensa de fluidos magmáticos póstumos, que son los que han formado también los cristales de apatito, sulfuros, etc., relativamente grandes y abundantes a veces.

El *cuarzo* se presenta en granos xenomórficos de tamaño variable, con los efectos tectónicos ya mencionados.

Feldespatos: el feldespato potásico, que a veces presenta las maclas del microclino, no siempre es tan abundante como la plagioclasa. Esta tiene com-

posición de albita-oligoclasa, con predominio de la última, según las determinaciones ópticas, de las que casi siempre resulta oligoclasa.

Pocas veces aparecen perfitas; en cambio parece haber relaciones de sustitución mutua entre los feldespatos, sin que pueda precisarse siempre cuál es el mineral primario y cuál el que lo sustituye, pues, si bien se encuentran restos de feldespato potásico caolinizado rodeados de albita fresca, puede observarse también el fenómeno contrario —cristales de plagioclasa muy alterados e incluidos en feldespato potásico fresco—, así como la soldadura de granos rotos de plagioclasa por feldespato potásico fresco: parece como si en ciertos momentos hubiese tenido lugar una albitización y en otros una potasificación de la roca; aparecen también zonas con intercrecimientos entre plagioclasa y microclino, a veces con formación de mirmequitas, las cuales según HATCH et al. (1968) se interpretan como posibles productos de la reacción de sustitución, en estado sólido, de feldespato potásico y plagioclasa.

Entre las ya mencionadas alteraciones, es de destacar la muscovitización, que puede actuar selectivamente, atacando primero el núcleo, con lo que resulta una zonalidad secundaria, coincidente con la primaria; las demás actúan a veces de la misma manera.

Las *micas*, aunque son todavía minerales principales, se presentan en cantidades menores, sobre todo la biotita, que en algunos casos pasa a ser accesorio o desaparece.

La biotita tiende a ser sustituida por muscovita o clorita (fig. 33), pudiendo observarse el proceso en diversas etapas: decoloración, lixiviación, corrosión de los cristales de biotita y crecimiento de muscovita en su lugar, sustitución total. Puede tener inclusiones de circón, que producen halos radiactivos.

La *clorita* es secundaria o hidrotermal; además de presentarse sustituyendo a biotita, se presenta también como relleno de pequeños poros redondeados, en una zona próxima al borde —posiblemente sea sustitución de granate— o en cristales hidrotermales en fracturas, lo mismo que la muscovita.

Accesorios: apatito (cristales fracturados y deformados, a veces relativamente grandes; es el más abundante de los accesorios), granate (muy escaso, en pequeños cristalillos), circón (v. biotita) y opacos (granos de sulfuros, en ocasiones visibles a simple vista, y/o cristalillos alargados, de ilmenita probablemente).

II.2.b) *Facies de borde.*

Se distingue del granito normal por su grano generalmente más fino, su mayor dureza y, mineralógicamente, por la ausencia de biotita —a veces falta también el feldespato posático— y la presencia generalizada de granate entre los accesorios, aparte de la ya mencionada tendencia a una composición más alcalina. Se trata, por tanto, de un granito (alcalino a veces) muscovítico.

Sus componentes esenciales son: cuarzo, feldespatos (albita, feldespato potásico, oligoclasa) y muscovita; los accesorios: granate, apatito (frecuente) y opacos (a veces, granos, dispersos e impregnaciones de sulfuros, probablemente arsenopirita, del orden de dimensiones del cm). Puede alterarse de la misma manera que la facies normal, excepto la formación de clorita, pero no tan intensamente.



Figura 34

Facies de borde (granito muscovítico, cantera al lado de la carretera Beariz-Avión, unos 1,5 Km. al S de Beariz): cuarzo (con extinción ondulante), feldespatos y mica, con orientación tectónica.

(×32, N. X.)



Figura 35

Filón de cuarzo y arsenopirita (comienzo de la pista de Garfán, 1 Km. al S de Beariz) en un contacto granítico.

Los efectos cataclásticos son aquí intensísimos, tanto si el contacto es normal como si es tectónico; aún en el primer caso aparecen fenocristales de feldespato fracturados e incluso destrozados, adquiriendo formas lenticulares, granos de cuarzo triturados, a veces recrystalizados y cristales de muscovita deformados o formando bandas orientadas (figura 34). La roca puede llegar a tener el aspecto de un granito neísico u orientado, pero el origen de esta textura es puramente tectónico. Prescindiendo de la orientación, que es prácticamente ubicua, la textura varía de granuda a microgranuda o fina, en lo que a tamaño de grano se refiere.

Se ha denominado "facies de borde" porque no aparece más que en zonas de contacto, apófisis (zona W, al S de Beariz) o digitaciones del granito normal (de dos micas). Sin embargo, no se presenta continuamente a lo largo de todo el borde. El tránsito entre los dos tipos de granitos es gradual, sin que en el campo se puedan establecer límites precisos; por ello no es posible, al cartografiar, trazar una línea neta que los separe.

En relación con la apófisis que se acaba de mencionar, aparecen unos filones de cuarzo y arsenopirita (fig. 35), que se describen a continuación;

se presentan en el contacto de la misma, junto con diques graníticos, filones de turmalina, etc.

II.2.c) Diques y filones.

Los componentes magmáticos pueden emigrar a favor de grietas y fracturas de la roca de caja, dando lugar a la aparición de diques, filones, vetas y vetillas con relleno de granito, aplita, cuarzo, turmalina, etc., de los que los filones mineralizados son un caso particular. Sus potencias varían desde escasos milímetros hasta metros, y los mayores pueden alejarse hasta uno o dos kilómetros del contacto.

Los diques graníticos presentan composiciones bastante parecidas a las de la facies de borde, con variantes aplíticas, pegmatíticas, etc.

En los filones y vetas de cuarzo, turmalina, etc., es de notar la presencia de intensas deformaciones. Cuando el relleno es turmalina, los cristales (prismáticos) de ésta suelen estar orientados debido al flujo.

Merecen destacarse los filones mineralizados que afloran en relación con la citada apófisis W del granito (localización: aproximadamente un kilómetro al S de Beariz, por la carretera de Avión, al comienzo de la pista de Garfián, tras la primera curva de ésta). Estos filones, en los que a simple vista se reconocen cuarzo y arsenopirita abundantes, contienen también —según puede observarse al microscopio— micas blancas y clorita, apatito y feldespatos y otros minerales opacos, que se describirán con más detalle cuando se exponga la metalogénia (IV; v. también fig. 78). Entre las micas blancas, además de muscovita y sericita, es posible que haya algo de lepidolita; a veces se introducen en fracturas en el cuarzo. Algunos granos diminutos, es posible que sean de casiterita (son demasiado pequeños y escasos para poder asegurarlo).

Toda la zona de esquistos en contacto con esta digitación es especialmente rica en diques graníticos, filones (de cuarzo y turmalina sobre todo), o simples vetillas (v., p. ej., fig. 32). En los diques graníticos hay a veces zonas de textura micropegmatítica (como la de la figura 31) y disseminaciones de arsenopirita (v. fig. 7).

La petrografía de los filones mineralizados se expondrá más adelante (Metalogénia).

II.2.d) Conclusiones.

El estudio petrográfico permite considerar la intrusión como un granito, según la definición de STRECKEISEN (1967, pág. 161), aunque según otras clasificaciones (HATCH et al., 1968) se trataría de una adamelita. La primera clasificación parece más apropiada para las composiciones estudiadas y además, evitando la introducción de nuevos nombres, tiene la ventaja de no aumentar la confusión de la terminología regional (I.5.c.). Se trata, por tanto, para nosotros, de un granito de dos micas.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; ésta es de composición oligoclasa predominantemente y se presenta en cantidad igual o algo superior a la de aquél, es decir, que la roca se sitúa en la zona (3 b) para la que STRECKEISEN sugiere el nombre de "monzogranito", entendido como subgrupo del granito.

La composición de la masa granítica no es, sin embargo, absolutamente homogénea, pues la apófisis W y algunas zonas de borde —lo que hemos denominado granito de muscovita o facies de borde— son más alcalinas (llegan a alcanzar la composición del granito alcalino), sin que sea éste un fenómeno lo suficientemente regular como para poder hablar de una zonalidad de la intrusión. En los diques marginales, vetas y vetillas, que llegan hasta las zonas mineralizadas, se presentan las mismas variaciones de composición: de granito a granito alcalino.

La masa intrusiva ha estado sometida a intensas deformaciones, ya sea sin-, ya sea post-cristalinas.

Más adelante se volverá sobre las condiciones de emplazamiento de la intrusión (II.3.a; III).

II.3) EFECTOS DE CONTACTO DE LA INTRUSIÓN GRANÍTICA.

El metamorfismo térmico es relativamente débil, afectando una zona que no se aleja del contacto más de unos pocos centenares de metros. Las acciones metasomáticas son bastante más intensas y visibles y sus efectos pueden extenderse bastante más lejos, sobre todo cuando hay fracturas que faciliten la circulación de los fluidos. A continuación nos referiremos sólo a las rocas que están próximas al granito y que, por tanto, han sufrido metamorfismo de contacto superpuesto al regional; la acción metasomática de las emanaciones procedentes de la intrusión se superpone también a todas las anteriores, por lo que en general no puede hablarse de un

metamorfismo puramente térmico, sino que hemos de describir los efectos del contacto en conjunto.

Estos pueden apreciarse ya en el campo: las rocas se endurecen y se vuelven más oscuras (gracias a la formación de turmalina, a veces abundante), aunque abundan también los filoncillos o lentejones de cuarzo, frecuentemente replegados o fracturados; a veces la sustitución es tan completa que la roca aparece formada por bandas blancas—silíceas—y negras—turmalíferas—alternando. En otros casos, el efecto predominante es la formación de unos aparentes fenoblastos vermiformes, de color verde oscuro, que pueden llegar a tener varios centímetros de largo y se disponen según cualquier orientación, predominando las direcciones paralelas a s_1 ; en realidad son simplemente agregados cristalinos—de clorita sobre todo—, como puede verse al microscopio, y su origen cabe atribuirlo al metamorfismo térmico (figs. 36 y 38). En ocasiones puede verse cómo la esquistosidad original de los esquistos se va borrando—por ejemplo, por sericitización, que produce una disminución del tamaño de grano, sin que los nuevos cristalillos crezcan orientados (figs. 36 a 38 y 42)—; en algún caso se ha visto vitrificación (figs. 41 y 42)—; debida quizás a un recalentamiento poco duradero (por ejemplo, en el contacto con diques aplíticos o filones, que son bastante abundantes en esta zona próxima al granito).

II.3.a) Rocas del contacto.

En el estudio microscópico que sigue, se trata de evitar, en lo posible, toda repetición de lo ya dicho al hablar del metamorfismo regional, que debe suponerse aquí como punto de partida; nos limitaremos, por tanto, a describir las variaciones introducidas por los efectos de contacto en la mineralogía inicial, presentando más atención a los minerales nuevos. De estos cambios, los principales son la aparición de granate y andalucita, así como el crecimiento de cristales de clorita y micas (biotita sobre todo; a veces en zonas de baja temperatura, parece haber una transformación retrógrada de biotita en clorita) en direcciones oblicuas o transversales a s_1 y de agregados (figs. 36, 37 y 38).

Abunda el cuarzo introducido a lo largo de fracturas y vetillas o removilizado. Aparecen también, como siempre, lentejoncillos o secreciones, así como los típicos lechos de origen sedimentario—fina alternancia de cuarcitas y micacitas—, que todavía se conservan en numerosos casos.

La silicificación, que no siempre puede distinguirse de la simple removilización del cuarzo de origen sedimentario, parece un fenómeno extendido, tanto en el espacio como en el tiempo (pueden encontrarse filoncillos de cuarzo anteriores, simultáneos y posteriores a los demás: figs. 32 y 77) y puede estar acompañada de otros procesos—turmalinización, sericitización, etc.—causados también por las emanaciones graníticas.



Figura 36

Micacita con apatito y granate (zona de contacto del granito, al E de Magros). Biotita inestable; en parte lixiviada o decolorada (p. ej., abajo) y en parte sustituida por muscovita o sericita (centro). Desaparición de la esquistosidad por sericitización; en el centro, comienza a formarse "crisi-cross" o "decussate structure" (Harker, 1970, página 35), típica del metamorfismo de contacto.

En general hay abundancia de deformaciones post-cristalinas—extinción ondulante, "Boehm-lamellae", etc.—, cualquiera que sea la época de formación del mineral.

A veces se ve un número de finas inclusiones aciculares (rutilo, turmalina, muscovita), que dan un sombreado oscuro a los granos de cuarzo.

La esquistosidad s_1 se ve alterada por el crecimiento de nuevos cristales de mica y clorita que,

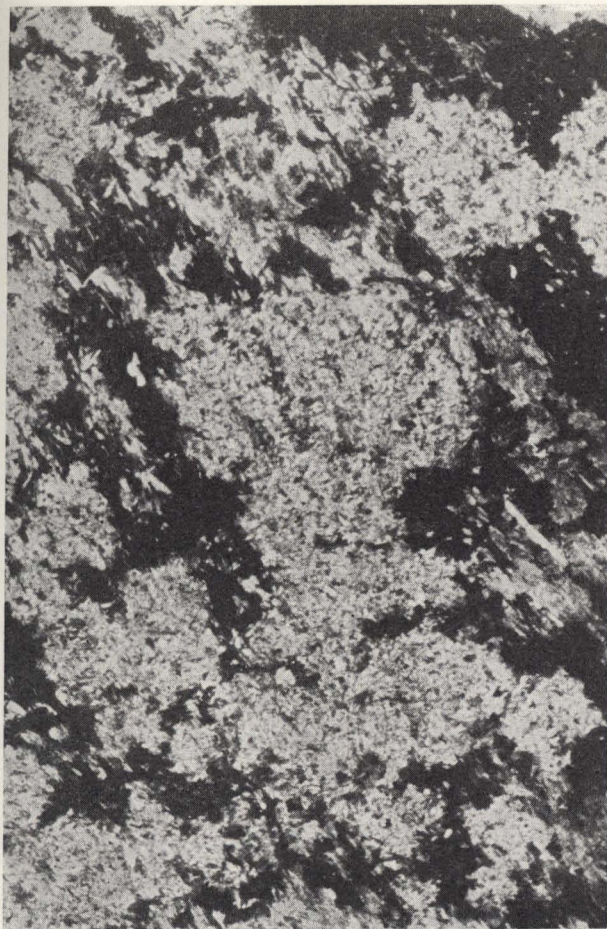


Figura 37

Micacita (contacto NE del granito, al SE del cerro de Marcofán). Crecimiento, por efecto del metamorfismo de contacto, de agregados de sericita sin orientación; las zonas comprendidas entre estos agregados—compuestas de clorita, oscura y mica, clara—muestran todavía restos de la esquistosidad inicial.

($\times 18$, N. X.)

frecuentemente, toman orientaciones arbitrarias o transversales a s_1 , pudiendo formar bandas (paralelas a s_1 , pero constituidas por cristales cuyas orientaciones individuales son oblicuas o perpendiculares), agregados (visibles en muestra de mano, como ya se ha dicho) o bien cristales aislados; otras veces se origina la típica estructuras "criss-cross" (o "decussate structure", HARKER, 1970, pág. 35; fig. 36) y otras, hay una disminución del tamaño de grano y sericitización (figs. 36 y 38), sobre todo en las micas blancas, que pasan a formar agregados microcristalinos de muscovita, sericita, pirofilita, etc., en los que se ha borrado la esquistosidad, si bien

ésta puede manifestarse todavía, por ejemplo, por la orientación residual de otros minerales (fig. 37).

La biotita se altera a veces, pasando a formar clorita (efecto retrógrado) o sufriendo la acción de fluidos neumatolíticos que la decoloran y transforman en mica blanca (figs. 36, 41, 42 y 43). La mica blanca no siempre es muscovita; además de la sericita, es posible que haya pirofilita—imposible de distinguir al microscopio, pero que sería de esperar en estas condiciones de metamorfismo (WINKLER, 1967, pág. 69)—y a veces parecen predominar otras micas, por ejemplo, micas de litio (birrefringencia más débil).

La clorita se presenta a veces como relleno de fracturas y también en forma de cristales en abanico.

En realidad, una parte de la actuación de estos efectos de contacto parece realizarse en sentido retrógrado, incluso muy cerca del contacto, por

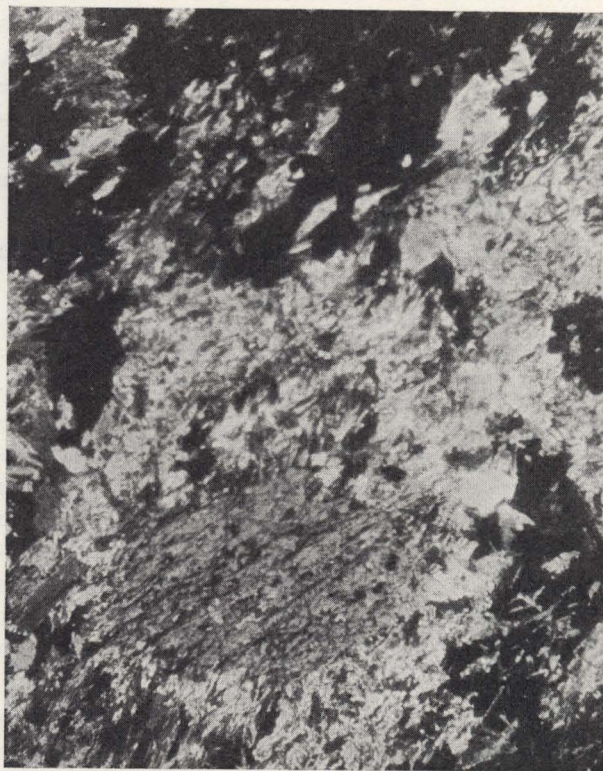


Figura 38

Micacita clorítica con andalucita (cerro de Marcofán, al S de las minas): la andalucita forma un fenoblasto (abajo) con numerosas inclusiones; clorita forma agregados (color oscuro, parte inferior derecha y superior); la matriz se compone principalmente de muscovita; la esquistosidad ha desaparecido por sericitización.

($\times 35$, N. X.)

ejemplo, la alteración de muscovita y biotita y su transformación en agregados sericíticos y clorita, respectivamente (fig. 37).

Los *feldespatos* son bastantes escasos, si exceptuamos las vetillas de material granítico introducidas a favor de microfisuras y las de feldespato potásico posteriores.

Posiblemente hayan sido destruidos por las emanaciones neumatolítico-hidrotermales que han muscovitizado, sericitizado, caolinizado... la roca. Pueden verse zonas de sericita, productos arcillosos, etcétera, que posiblemente los hayan sustituido; además la roca es a veces muy porosa, lo que podría ser efecto de una intensa acción neumatolítica.

Andalucita sólo se ha encontrado en el cerro de Marcofán, acompañada de micas blancas y clorita.

Presenta abundantes inclusiones de opacos que forman filar rectilíneas; éstas se continúan fuera del cristal—lo que demuestra que la analucita es posterior—, quedando a veces cortadas por zonas de cizalla, debidas a una tectónica siempre activa. Aparece en fenoblastos (fig. 38), frecuentemente alterados por las citadas emanaciones, que producen en este caso un efecto retrógrado: sustitución parcial de andalucita por pequeños cristales de mica blanca.

No se ha encontrado en toda la zona ningún otro mineral índice de mayor temperatura.

El *granate* es relativamente abundante. Forma grandes fenoblastos, que a veces tienen numerosas inclusiones y que frecuentemente están alterados—hasta el punto de ser sustituidos parcialmente por una materia parda isótropa o incluso desaparecer—, tal vez debido esto último a lixiviación por emanaciones graníticas póstumas. A pesar de ello, todavía conserva inclusiones de cuarzo, biotita, clorita, etc., posibles testigos de sus reacciones de formación. Otras aparentes inclusiones (por ejemplo, apatito, anfíbol...) se deben a sustitución o alteración neumatolítica (fig. 39).

Su cristalización es post-tectónica, puesto que deforma la esquistosidad al crecer, pero no por ello deja de estar afectado, como los demás minerales, por esfuerzos post-cristalinos.

En cuanto a su composición, se trata probablemente de variedades ricas en manganeso—es decir, con elevada proporción de espessartina—, que puede formarse a T. y P. más bajas (HARKER, 1970, páginas 54-56; WINKLER, 1967, págs. 66-67), puesto

que no se forma grosularia-andradita hasta el comienzo de la facies de las corneanas hornbléndicas y no hay ningún indicio que permita afirmar que se ha alcanzado esta facies, sino que más bien cabe suponer lo contrario (por ejemplo, la clorita permanece estable).

La *turmalina* forma cristallitos aciculares oscuros, visibles ya a simple vista; con el microscopio puede apreciarse que su tamaño varía en gene-



Figura 39

Fenoblasto de granate (la misma roca que en figura 36), cortado—y en parte sustituido—por una vetilla de apatito. Matriz muscovítica (o sericítica).

($\times 32$, N. //)

ral de fino a medio; son siempre idiomórficos, aunque a veces fracturados por esfuerzos tectónicos posteriores (como en figura 77). No es raro que estos cristales estén zonados, alternando partes de color verde azulado, oscuras, con otras de color pardo-amarillento, más claras; ambas pueden disponerse indistintamente en el núcleo o en la periferia y quedan a veces delimitadas por inclusiones de cristallitos opacos (como en la figura 26).

En algunos casos puede tratarse de granos de



Figura 40

Roca de turmalina y cuarzo (contacto SSE del granito): diminutas inclusiones de minerales opacos, alineadas en hileras que atraviesan diferentes granos de turmalina. ($\times 36$, N. //)

tríticos recrystalizados, pero la inmensa mayoría son posteriores, de origen neumatolítico, como lo indica la existencia de numerosas inclusiones—sobre todo cristalillos alargados de ilmenita—paralelas, que se continúan en fila atravesando varios granos distintos de turmalina, los cuales, a su vez están también alineados según la misma dirección (fig. 40); dada la fuerza de cristalización elevada de la turmalina, sería de esperar, si su cristalización fuese debida al metamorfismo regional, que hubiese deformado estas alineaciones; por el contrario, esta coincidencia entre ambos minerales parece indicar, o bien un origen común—deposición de los opacos por efecto de las emanaciones neumatolíticas—o bien que los opacos son residuales—afectados ya por el metamorfismo regional y orienta-

dos según la esquistosidad—y que la turmalina ha sustituido los demás minerales de la roca inicial; tal vez la explicación fuese la precipitación del Ti contenido en la biotita, al ser disuelta ésta por las emanaciones neumatolíticas que depositaron la turmalina, lo que estaría de acuerdo con la presencia de estos cristalillos de ilmenita sólo en determinadas bandas.

Otras inclusiones son de cuarzo, mica blanca, etc. El primero figura frecuentemente entre los productos procedentes de la sustitución por turmalina de silicatos más ácidos (HARKER, 1970, pág. 199) y ya se ha mencionado la formación, en casos extremos, de rocas bandeadas de cuarzo y turmalina.

La turmalina aparece también como relleno de filones (II.2.c) y vetillas.

El *apatito* es también bastante más abundante que en las rocas de metamorfismo regional y se presenta en cristales cuyo tamaño varía de fino a medio.

Su origen es neumatolítico; en efecto, puede verse a veces rellenando vetillas (fig. 41), que le han



Figura 41

Micacita de la aureola de contacto del granito (carretera de Beariz a Brués, Km. 15). La roca está atravesada por numerosas vetas, rellenas de material granítico, lo que ha facilitado las acciones de contacto. En la foto: vetilla de cuarzo y apatito, vitrificación de la roca (abajo a la derecha) y transformación biotita-clorita (izquierda).

($\times 44$, N. //)

servido de vías de entrada e incluso llega a sustituir parcialmente cristales anteriores, como biotita y granate (fig. 39).

Los cristales pueden mostrar inclusiones (mica blanca, opacos, etc.) y aparecen frecuentemente fracturadas.

Entre los *accesorios*, hay que destacar los minerales opacos (junto con sus productos secundarios) y las impregnaciones. Los opacos más frecuentes son los cristalillos aciculares de *ilmenita*—determinados con microsonda—, ya mencionados y cuyo origen no siempre está claro, puesto que no sólo podría ser detrítico, sino también metamórfico; pero en ciertos casos—igual que pasaba en II.1.a (ver su parte final)—parece haber *ilmenita* neumatolítica, por su aspecto microscópico: grandes cristales aciculares, ahora más o menos alterados (fi-



Figura 42

Acción de contacto de un filón de cuarzo en micacitas (muestra 10 de II.3.c.2, unos 500 m. al SE de Picos Blancos). Formación de *ilmenita* a costa de biotita. Vitrificación parcial (partes oscuras). Sericitización de la matriz. Posterior lixiviación de la *ilmenita*, sustitución de la misma por esfena, leucoxeno, etc. (v. figura 43); la biotita se altera a clorita. Efectos tectónicos manifiestos: deformación y fractura de cristales aciculares de *ilmenita*, agregados cataclásticos, angulosos, de cuarzo.

($\times 47$, N. //)



Figura 43

Detalle de la figura anterior: lixiviación y sustitución de *ilmenita*.

($\times 140$, N. //)

guras 42 y 43), granos con bordes muy irregulares e interpenetrados con los minerales vecinos y encerrando numerosas inclusiones diminutas de cuarzo, micas, etc. (como los ya vistos en las figuras 28 y 29); otras veces parece tratarse más bien de un agregado de pequeños granos que de un cristal único. Las observaciones microscópicas no son, en este caso, definitivas, pero hacen sospechar la existencia de una generación de *ilmenita* posterior al metamorfismo propiamente dicho.

Los cristales—en general, tabulares o alargados—de *ilmenita* se suelen orientar paralelamente a la esquistosidad, s_1 ; pero aun así aparecen muchas veces fracturados transversalmente y desplazados paralelamente a su longitud, dando prueba de la actuación de esfuerzos de tensión post-cristalinos.

Aparecen a veces, como en casos anteriores, sustituidos, parcial o totalmente, por *rutilo*, *esfena*, *leucoxeno*, etc. (figs. 42 y 43).

En ocasiones aparecen también *sulfuros*.

Unos y otros pueden dar lugar, por alteración, a óxidos descendentes que impregnan la roca, dándole un color parduzco.

Entre las impregnaciones puede contarse también la *esfena*.

CONCLUSIONES.

Hemos visto que los minerales más típicos de las rocas sometidas a metamorfismo térmico por efecto de la intrusión son muscovita, biotita y clorita, a los que se unen a veces, en las zonas más próximas al granito, andalucita y granate. Al metamorfismo puramente térmico se une el efecto metasomático de las emanaciones graníticas; los cambios producidos en la mineralogía pueden ser, a veces, retrógrados.

De la paragénesis expuesta se deduce que se trata de un metamorfismo de contacto poco intenso—de facies “corneanas de albita y epidota” (WINKLER, 1967), o bien, según la clasificación propuesta en 1970 por el mismo autor, de bajo grado (“Low-Stage-Metamorphism”)—, como el regional. Su temperatura máxima, indicada por la aparición de andalucita, estaría comprendida entre 450 y 500 °C (WINKLER, 1967, figura 16, pág. 73).

Esto indica que la intrusión debe haber sido relativamente fría; aun admitiendo que hubiera tenido lugar a muy poca profundidad, no resulta fácil explicar un metamorfismo de contacto tan débil, si no es suponiendo que la masa estaba ya relativamente solidificada en el momento de su emplazamiento, es decir, suponiéndola formada por una aglomeración de cristales incluidos en un medio viscoso, que es el que permitiría el movimiento del conjunto. En efecto, según ha calculado WINKLER (1967, págs. 81 a 83), incluso para una intrusión granítica superficial (a 1,2 kilómetros de profundidad), sería de esperar un metamorfismo de contacto de facies corneanas hornbléndicas en la zona inmediata a la roca ígnea.

Esta suposición de una masa intrusiva plástica, parcialmente solidificada está de acuerdo con los resultados experimentales obtenidos por RAMBERG, Universidad de Uppsala, en sus “Estudios de modelos en relación con la intrusión de cuerpos plutóni-

cos” (en NEWALL y RAST, 1970, págs. 261 a 286), de cuyas conclusiones reproducimos el párrafo siguiente (pág. 285):

“...The experimental results strongly suggest that large domes and batholiths did not rise as magmas chiefly consisting of a contrast between the rising body and the surroundings such as can be expected between crystalline rocks of unlike composition. Even obsidian glass would be too fluid relative to the surrounding chystalline rocks to explain the bulky shape of many acidic plutons.”

Es decir; “Los resultados experimentales hacen suponer que los grandes domos y batolitos no ascendieron como magmas consistentes principalmente en una porción líquida. La forma de tales plutones indica un moderado contraste de viscosidad entre el cuerpo ascendente y el entorno, tal como el que se puede esperar entre rocas cristalinas de composición diferente. Incluso el vidrio de obsidiana sería demasiado fluido en relación con las rocas cristalinas circundantes para explicar la forma abultada de muchos plutones ácidos.”

AUBERT (1967, págs. 222-225) expone una interpretación semejante para granitos estanníferos del Macizo Central francés.

II.3.b) Otras rocas: filones y diques. Procesos relacionados.

Son los ya mencionados filones de cuarzo, turmalina, etc. y los diques ígneos (aplíticos y micrograníticos, sobre todo).

Todos ellos pueden haber contribuido en mayor o menor medida al metasomatismo frecuente de las rocas del contacto y, como ya se ha dicho al describir la geología de la zona (I.4.c), son muy abundantes a lo largo de todo el contacto.

Su petrografía se ha expuesto ya anteriormente (II.2.c).

Como también allí se ha visto, en los esquistos en contacto con la apófisis granítica situada al S de Beariz son abundantes estas manifestaciones y —aun prescindiendo de los filones de cuarzo con arsenopirita— es fácil encontrar granos de sulfuros dispersos en las rocas graníticas próximas. Lo mismo ocurre en la zona situada al lado del contacto SE del granito, cuya fracturación es bastante intensa, lo cual permite, en primer lugar, la formación de una serie de prolongaciones digitadas, incipientes, de la intrusión en los esquistos y, en segundo lugar, la extensión de los filones de cuarzo y turmalinas hasta partes más alejadas del contacto; en éstas se

han tomado muestras, con la intención de investigar petrográficamente las posibles relaciones de la tectónica—fracturación—con el metasomatismo y/o la mineralización.

En la figura 13 se ha marcado de puntos la prolongación de una serie de fracturas alineadas que, según la fotografía aérea, podrían corresponder a fracturas mayores. Con las muestras 6 a 10 se intentaba observar la posible existencia de alteraciones neumatolítico-hidrotermales o de impregnaciones—de minerales de origen ígneo—en las rocas de metamorfismo regional; como es sabido, dichas manifestaciones alcanzan mucha mayor difusión que el simple relleno de filones y, en caso de existir, podrían ser de utilidad para la localización de eventuales mineralizaciones ocultas y de los canales de aporte utilizados por las disoluciones mineralizadoras. El mismo fin se perseguía con la toma de las muestras 1 a 5 en la zona situada al S del contacto (figura 14). Para la localización de las muestras, v. dichas figuras (en Geología, I).

Los resultados figuran en el cuadro siguiente, en el que para cada muestra se mencionan sólo—"Observaciones"—las diferencias con las rocas típicas del metamorfismo regional, atribuibles a una posible influencia de emanaciones graníticas:

CUADRO IV

Muestra	Observaciones
1	Lixiviación biotita; clorita hidrotermal en fracturas <i>t</i> .
2	Filones cuarzo y turmalina.
3	<i>t</i> , <i>g</i> , <i>D</i> . Clorita hidrotermal; casiterita (??); mineral (secundario ?) no identificado (1).
4 y 5	V. abajo.
6	Ilmenita (neumatolítica ?); <i>t</i> .
7	<i>t</i> .
8 y 9	<i>t</i> , <i>D</i> .
10	Ilmenita (neumatolítica ?) parcialmente lixiada y sustituida (figs. 42 y 43); <i>t</i> .

g=granate diseminado.
t=turmalina (escasa, poco significativa) diseminada.
D=desorganización de la textura por sericitización o por crecimiento de nuevos cristales en direcciones arbitrarias.

(1) Mineral X (v. nota al final del II.5).

Las muestras 4 y 5, en las que aparecen granate, turmalina, apatito y topacio (?), podrían considerarse, en todo caso, más bien en relación con las minas de Cardelle que directamente con el contacto granítico mencionado; dichas minas están relativamente próximas (v. pl. Geológico en I, extremo SE).

Los resultados hacen suponer que las transformaciones mineralógicas debidas al contacto o a las emanaciones graníticas fueron facilitadas por la fracturación, pero por desgracia no dan ningún indicio claro de mineralización; es decir, no hay "Erzindikatoren" (indicadores de mena, en el sentido de TISCHENDORF, 1968) cuyo significado resulte indiscutible.

II.4) PETROGRAFÍA DE LAS ZONAS MINERALIZADAS POR EL GRANITO DE BEARIZ.

En estas zonas se producen todos los fenómenos de contacto ya estudiados hasta ahora, pero con mayor abundancia de acciones neumatolítico-hidrotermales. Los filones y diques son también muy numerosos, pero en ellos ya no nos detendremos, porque no difieren de los vistos anteriormente; en cuanto a los filones mineralizados, se describirán más adelante (Metalogenia).

En lo que sigue, nos limitaremos a exponer los cambios sufridos por las rocas de estas zonas, o lo que es lo mismo, las diferencias observadas en comparación con las rocas normales del metamorfismo regional; dichos cambios son atribuibles, en general, a los mismos procesos que han causado la mineralización.

Nos basamos en el estudio petrográfico de una serie de muestras tomadas en las labores de los principales grupos de minas—Magros y Marcofán—, preferentemente en rocas de caja de los filones estanníferos, pero también en zonas alejadas de los mismos. (En cuanto a las otras zonas mineralizadas, v. II.5).

Los principales procesos observados son los siguientes:

— Procesos metasomáticos (1):

Turmalinización.

Silicificación.

(1) Todos los minerales producidos por estos procesos—excepto granate—, se presentan también rellenando fracturas o grietecillas.

Muscovitización, sericitización, etc. (sustituciones metasomáticas por micas blancas) (2).

Cloritización (2).

Caolinización, etc.

Diseminaciones de apatito (a veces abundante), granate, ilmenita (frecuentemente transformada en anatasa, rutilo, etc.), sulfuros, mineral X (3).

— Relleno de fisuras por albita y feldespato potásico.

— Cambios en la textura.

Desorden —hasta destrucción de la esquistosidad— por reducción del tamaño de grano (p. ej., sericitización) o por crecimiento de cristales orientados al azar.

Moteado (incluso formación de pizarras mosqueadas).

Vitrificación.

La descripción petrográfica de estos procesos se ha hecho ya anteriormente; es de notar que también aquí aparecen procesos de carácter retrógrado: transformación de biotita en clorita, moteado, vitrificación, caolinización —que afecta frecuentemente a los feldespatos—, alteraciones de la ilmenita... En cuanto a esta última, si bien es cierto que en principio puede tener diversos orígenes —detrítico, metamórfico, neumatolítico-metasomático—, el hecho de su mayor abundancia y tamaño en las zonas mineralizadas (y en otras: v. II.3.b y las zonas I y II mencionadas en II.5) lleva a suponer que en tales zonas se ha formado gracias a la acción de emanaciones procedentes de la intrusión; esta suposición está de acuerdo con las observaciones hechas en las rocas del contacto (II.3.a) y permite explicar fácilmente las sustituciones de ilmenita por anatasa, rutilo, etcétera por los cambios físico-químicos de dichas emanaciones, que, como se sabe, sufren una evolución continua al enfriarse la intrusión, de modo que los minerales formados en un principio (por ejemplo, a altas temperaturas) pueden ser disueltos posteriormente, depositándose en su lugar otros estables en las nuevas condiciones termodinámicas (por ejemplo, a más bajas temperaturas). Las micas blancas son muscovita en la mayoría de los casos, pero a veces muestran colores de birrefringencia anormalmente bajos, lo que hace sospechar que entre

los fenómenos neumatolíticos ha habido transformaciones en hidromuscovita, lepidolita...; la presencia de micas litiníferas se ha constatado por difracción de rayos X en los filones mineralizados.

Resumiendo, consideramos como características principales de las rocas de las zonas mineralizadas alrededor de la intrusión, frente a las demás rocas del contacto de la misma, aparte de una turmalini-

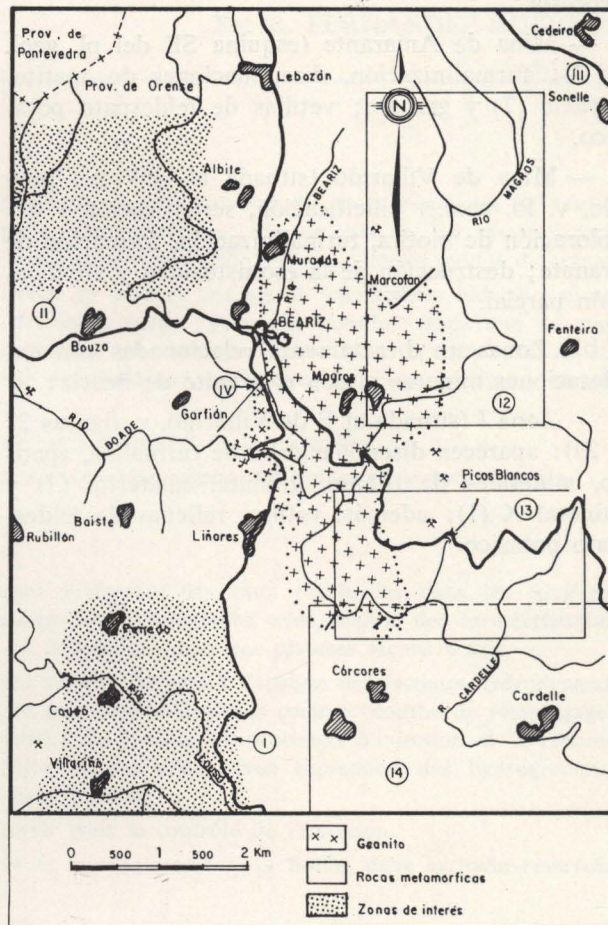


Figura 80

Plano geológico simplificado de la zona de Beariz, con indicación de áreas—I a IV—de posible interés para futuras prospecciones; los rectángulos marcados con los números 12, 13 y 14 muestran la posición de las respectivas figuras.

(2) Estos procesos vienen acompañados por lixiviación de biotita, que se decolora y va desapareciendo progresivamente.

(3) V. nota al final de II.5.

zación y alteración de la biotita más intensas, la mayor abundancia de apatito y granate. En algunos casos parece típica, además, la aparición de micas litiníferas, cosa que no puede asegurarse, contando únicamente con un estudio microscópico.

II.5) OTRAS ZONAS DE INTERÉS POR SU PETROGRAFÍA. PROSPECCIÓN.

Se describen según los mismos criterios que las zonas mineralizadas situadas alrededor del stock granítico (II.4).

a) Zonas mineralizadas alejadas del stock granítico. En éstas, que son zonas con explotaciones mineras antiguas, se han observado los siguientes procesos:

— Mina de Amarante (esquina SE del pl. geol. en I): turmalinización, disseminaciones de apatito, topacio (?) y granate; vetillas de feldespato potásico.

— Mina de Villariño (situada al NW del pueblo, v. Pl. geol.): silicificación, sericitización y decoloración de biotita, turmalinización, formación de granate; destrucción de la esquistosidad y vitrificación parcial.

b) Zonas no directamente relacionadas con explotaciones mineras ni con el granito de Beariz:

— Zona I (situada al E de Villariño, v. figuras 27 y 29): aparecen disseminaciones de turmalina, apatito, minerales de titanio, granate, casiterita (?) y mineral X (1); además, vetillas rellenas de feldespato potásico.

— Zona II (situada al N de Bouza): disseminaciones frecuentes de apatito y turmalina—ésta puede llegar a ser abundante—y las demás de la Zona I; lixiviación de fenoblastos de feldespato y de ilmenita; además aparecen casiterita detrítica en el cauce del Arroyo de Avia, cristales de ilmenita relativamente grandes en los esquistos y la esquistosidad de éstos, desordenada o semidestruida (v. figuras 26 y 28).

Sobre estas zonas, de las que ya se ha hablado anteriormente (II.1.a), se volverá más adelante (IV). Para localizarlas, v. figura 80. Ahora sólo haremos notar que podían ser efecto de una cúpula granítica oculta, en el supuesto de un basamento granítico subyacente, que no sería sino una prolongación del batolito que aflora al W, el cual es similar al granito (de dos micas) de Beariz y, como éste, ha dado lugar a yacimientos estanníferos. (Recuérdese la figura 15).

Tanto estas zonas, I y II, como la IV (apófisis granítica al S. de Beariz, en relación con la cual hemos visto que aparecen filones de cuarzo mineralizados con arsenopirita, etc.) y posiblemente también la III, se consideran, por tanto, de interés preferente para la prospección en busca de nuevas reservas; sobre ello se volverá más detenidamente, tras haber visto la Metalogenia (IV).

Recibido: Octubre 1974.

(1) Hemos designado como *mineral X* un mineral no identificado, aparentemente secundario y descendente, que se presenta en pequeñas cantidades y ya ha sido mencionado anteriormente (II.1.a, último párrafo; cuadro IV, II.3.b; II.4). Suele rellenar fracturas o huecos y se caracteriza por su color amarillo pardusco y su elevado relieve y por ser isótropo.